

La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre

Magnetostratigraphy and the Geologic Time Scale based on the reversals of the Earth's magnetic field

MIGUEL GARCÉS¹ Y ELISABET BEAMUD²

¹ Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de La Terra, Universitat de Barcelona.
E-mail: mgarces@ub.edu

² Laboratori de Paleomagnetisme (CCiTUB-ICTJA CSIC), Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (CSIC).
E-mail: betbeamud@ub.edu

Resumen El campo geomagnético ha experimentado multitud de inversiones de polaridad magnética no periódicas a lo largo de la historia de la Tierra. La magnetoestratigrafía se basa en la capacidad de las rocas de adquirir una magnetización remanente paralela a la dirección del campo magnético terrestre presente cuando éstas se forman, lo que permite establecer una zonación de las secuencias sedimentarias en función de la polaridad magnética. Una zonación magnetoestratigráfica permite dividir el registro estratigráfico en porciones de tiempo que se pueden correlacionar a lo largo y ancho del planeta. La datación magnetoestratigráfica hace referencia a la identificación en el registro sedimentario de "magnetozonas", que pueden correlacionarse con crones geomagnéticos de edad equivalente.

Palabras clave: Correlación magnetoestratigráfica, Escala de tiempo de polaridad geomagnética, magnetoestratigrafía local, tasas de acumulación.

Abstract *The geomagnetic field has experienced several non-periodic magnetic polarity reversals through the Earth's history. Magnetostratigraphy is based on the ability of certain rocks to acquire and preserve a remanent magnetization parallel to the Earth's magnetic field that is present when they formed. This allows to divide the sedimentary sequences according to their magnetic polarity. This magnetostratigraphic zonation enables the division of the stratigraphic record into time slices that can be correlated all over the planet. Magnetostratigraphic dating refers to the identification of "magnetozones" in the sedimentary record, which can be correlated with geomagnetic chrons of equivalent age.*

Keywords: *Geomagnetic Polarity Time Scale, local magnetostratigraphy, magnetostratigraphic correlation, sedimentation rates.*

LA ESCALA DE TIEMPO DE POLARIDAD GEOMAGNÉTICA

La compilación de las edades absolutas de los crones geomagnéticos forma la base de la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS según sus siglas en inglés) (ver Villalain, 2016a, en este volumen) (Fig. 1), la cual es revisada permanentemente con nuevas calibraciones radiométricas o astronómicas.

¿Cómo se construye?

El conocimiento de que el campo magnético de la Tierra ha experimentado inversiones no procede de observaciones directas. Cuando Bernard Brunhes descubrió en 1906 la existencia de rocas

volcánicas magnetizadas inversamente, el hallazgo se interpretó como un artefacto de autoinversión relacionado con el proceso de adquisición de la termoremanencia. Fue Motonori Matuyama quien observó con posterioridad que existía un orden estratigráfico en la polaridad magnética de coladas de lava sucesivas, por lo que esa dependencia de la edad apoyaba la existencia de inversiones geomagnéticas en el pasado. El desarrollo paralelo de las técnicas de datación radiométricas permitió el nacimiento de una primera Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS) calibrada mediante K-Ar que llegaba hasta los 4 Ma (Cox et al., 1964). Esta primera escala de tiempo se basaba en pares de edades radiométricas y polaridades magnéticas en lavas distribuidas globalmente, un método que

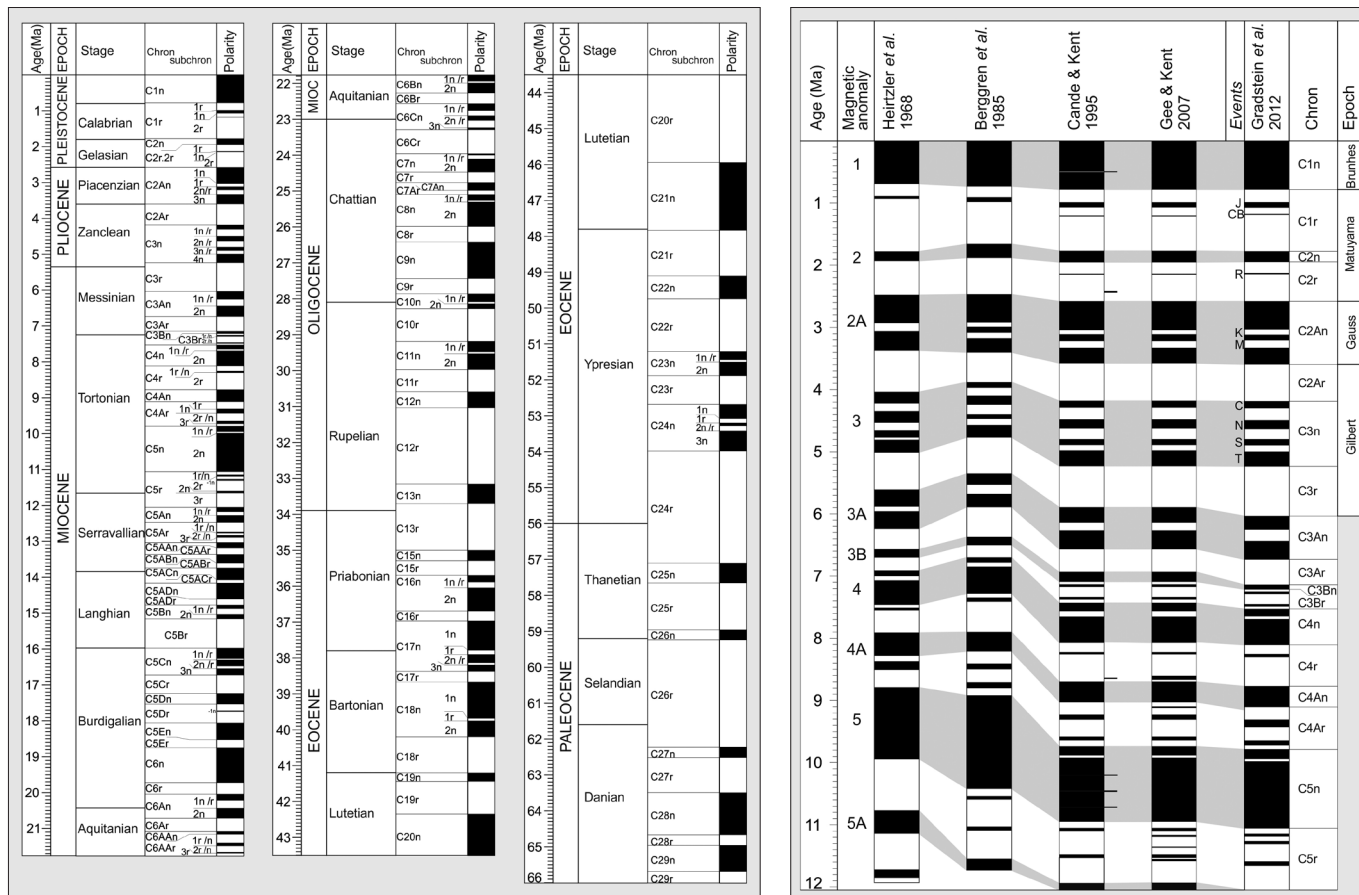


Fig. 1. Zonación de crones de polaridad geomagnética para el Cenozoico en la última versión de la Escala de Tiempo Geológico de Gradstein et al., (2012) y la nomenclatura detallada adoptada de Cande y Kent (1992).

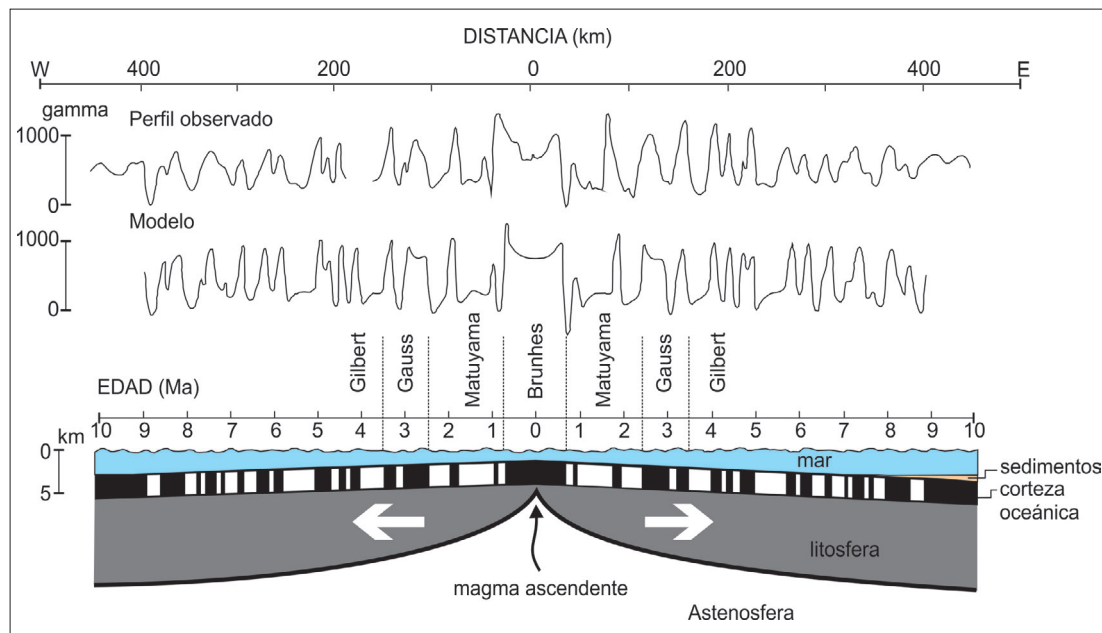
no pudo extenderse a edades más antiguas porque en ese tiempo el error de datación superaba la duración de los crones. Durante estos primeros estadios de desarrollo de la GPTS se creía que los intervalos de polaridad duraban 1 Ma. Estos intervalos de polaridad se llamaron épocas de polaridad y se les asignaron nombres de personajes ilustres de la historia del geomagnetismo (Brunhes, Matuyama, Gauss, Gilbert). Pero pronto se identificaron intervalos más cortos de polaridades opuestas dentro de las épocas de polaridad. Estos intervalos más cortos se llamaron eventos de polaridad y se les asignaron los nombres de las localidades donde se muestrearon por primera vez (Jaramillo, Olduvai, Reunion...). Actualmente se sabe que no existen diferencias entre las épocas de polaridad y los eventos de polaridad, ya que los intervalos de polaridad tienen un rango de duración muy variable, pero su uso se ha mantenido para esta porción de la escala de tiempo (Fig. 2).

La integración de datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos procedentes de sondeos marinos profundos permitió extender la correlación de registros, y la extensión de la escala de tiempo a edades más antiguas (Opdyke et al., 1966). Pero fue el descubrimiento de las anomalías magnéticas del fondo oceánico lo que proporcionó un registro sin precedentes de inversiones geomagnéticas que podían datarse hasta el Jurásico Superior (Cande y

Kent, 1992, 1995; Gee y Kent, 2007; Heirtzler et al., 1968). Durante la expansión oceánica, el material del manto asciende por la dorsal oceánica y se solidifica formando nueva litosfera oceánica a ambos lados del límite de placas. La corteza oceánica que forma la parte superior de esta litosfera está compuesta por rocas ígneas, mayoritariamente basálticas, que contienen titanomagnetita y adquieren una TRM durante su enfriamiento en presencia del campo magnético terrestre. Por lo tanto, esta corteza oceánica va registrando los cambios de polaridad magnética de manera simétrica a ambos lados de la dorsal (Fig. 3). La polaridad magnética de la corteza oceánica no se determina por muestreo directo sino por interpretación de los perfiles de las anomalías magnéticas que generan las distintas porciones de corteza oceánica con polaridades diferentes. Las anomalías magnéticas del fondo oceánico proporcionan un registro casi continuo de las inversiones geomagnéticas. De todas formas, existe un límite de resolución en la deconvolución de la señal de la anomalía magnética en una secuencia de polaridad dependiendo de la profundidad y potencia de la capa magnetizada en la corteza oceánica. La transformación a edades absolutas de los perfiles de anomalías magnéticas del fondo oceánico se realiza mediante interpolación a partir de un número seleccionado de edades radiométricas (Fig. 2). Cande y Kent (1992) usaron nueve puntos de anclaje para la calibración de edad de la GPTS del Cretácico superior y el Cenozoico. Calibraciones más recientes han incluido edades astronómicas de las inversiones geomagnéticas del Plioceno (Cande y Kent, 1995), el Neógeno (Gradstein et

Fig. 2. Desarrollo de la escala de tiempo de polaridad geomagnética para los últimos 12 Ma a partir del patrón de anomalías magnéticas (Heirtzler et al., 1968). La convención es que los periodos de polaridad normal se representan en negro y los inversos, en blanco. Las líneas cortas a la derecha de la columna de polaridades de Cande y Kent (1995) corresponden a criptocrones. Los nombres de los eventos son: J (Jaramillo), CB (Cobb Mountain), R (Reunion), K (Kaena), M (Mammoth), C (Cochiti), N (Nunivak), S (Siduffall), T (Thvera).

Fig. 3. Formación de las anomalías magnéticas del fondo oceánico (modificada de Butler, 1992). Las porciones negras (blancas) de la corteza oceánica representan polaridades normales (inversas) adquiridas durante el enfriamiento de la corteza oceánica. Datos de los perfiles referidos a la dorsal Pacífico-antártica.



al., 2004), y Paleógeno (Gradstein et al., 2012). Se espera que desarrollos futuros de la GPTS incluyan información astrocronológica de edades cada vez más antiguas (Hinnov y Ogg, 2007). Para mejorar tanto la exactitud como la precisión de la calibración de edad, es necesario un esfuerzo importante en la sincronización del tiempo radiométrico y astronómico (Kuiper et al., 2008).

Para periodos anteriores al Jurásico, en los que no hay registro de las anomalías magnéticas oceánicas, debido a la destrucción de la corteza oceánica en las zonas de subducción, la GPTS se obtiene a partir de la correlación de secciones magnetoestratigráficas continuas solapadas. Sin embargo, hay que tener en cuenta que cambios importantes en las tasas de sedimentación en las distintas cuencas pueden modificar los patrones de inversión y complicar las correlaciones. Kent *et al.* (1995) determinaron y correlacionaron secciones magnetoestratigráficas detalladas del Triásico superior de la cuenca de Newark obtenidas a partir de sondeos de sedimentos lacustres cíclicos. Posteriormente Kent y Olsen (1999) transformaron esa secuencia de polaridad a GPTS usando calibración astrocronológica y asumiendo una edad de 202 Ma para el límite Triásico-Jurásico. La sección de Newark sirve actualmente como referencia para la polaridad geomagnética del Triásico Superior. A una escala mayor, se han propuesto una serie de "superzonas" o "hiperzonas" Paleozoicas caracterizadas por el predominio de una polaridad magnética o frecuencia de inversiones (Irving y Pullaiah, 1976; Algeo, 1996). En concreto, del Carbonífero superior al Pérmico superior se identifican la superzona Kiaman de polaridad inversa seguida por una superzona de polaridad mixta llamada Illawarra. La inversión más antigua se ha identificado en materiales basálticos arcaicos de Australia y se ha datado en 2.8 Ga aproximadamente (Strik *et al.*, 2003). A pesar de existir bastantes estudios magnetoestratigráficos en cuencas precámbricas, aún es pronto para intentar construir una escala compuesta de inversiones de polaridad para ese periodo.

¿Cómo es la GPTS?

El intervalo de tiempo de polaridad geomagnética constante se denomina cron de polaridad y los episodios largos (del orden de 10^7 - 10^8 Ma) con la misma polaridad se denominan supercrones. La duración de los crones varía de los 30000 años a varias decenas de millones de años. Cande y Kent (1992) acuñaron el término "criptocron" para referirse a las anomalías magnéticas que son demasiado cortas (<30 ka) para que se interpreten inequívocamente como inversiones reales (Fig. 2).

La GPTS basada en las anomalías magnéticas se divide en 2 secuencias: la secuencia de inversiones C, del Cretácico superior al Neógeno, y la secuencia de inversiones M, del Jurásico Medio al Cretácico inferior. Las dos secuencias de inversiones de polaridad están separadas en el registro oceánico por la Zona Estable Cretácica en la que no hay lineaciones de anomalías magnéticas y que tiene su expresión en la escala de tiempo como el Supercron Normal Cretácico (121-83 Ma). Las inversiones geomagnéticas ocurren siguiendo un patrón aleatorio sin muestras de periodicidad, lo que indica que la inversión geomagnética es esencialmente un proceso sin memoria. Y es precisamente esa aleatoriedad y carácter global de las inversiones lo que hace que las zonaciones magnetoestratigráficas sean útiles para correlaciones a larga distancia. La resolución de las edades magnetoestratigráficas depende de la frecuencia media de las inversiones geomagnéticas, la cual no ha permanecido estable a lo largo del tiempo geológico (Gee y Kent, 2007). La mejor resolución se obtiene para los últimos 30 Ma, en los que la duración media de los crones geomagnéticos fue de 0.25 Ma, aumentando a 0.75 Ma para edades entre 30 y 80 Ma. Por otro lado, la magnetoestratigrafía no es adecuada para algunos periodos largos en los que no tuvieron lugar inversiones, o estuvieron dominados por una polaridad, como el Supercron Normal Cretácico (121-83 Ma) y el Supercron Inverso Carbonífero-Pérmico (310-265 Ma) (Langereis *et al.*, 2010). Los registros magnetoestratigráficos de alta resolución permiten mejorar la identificación de

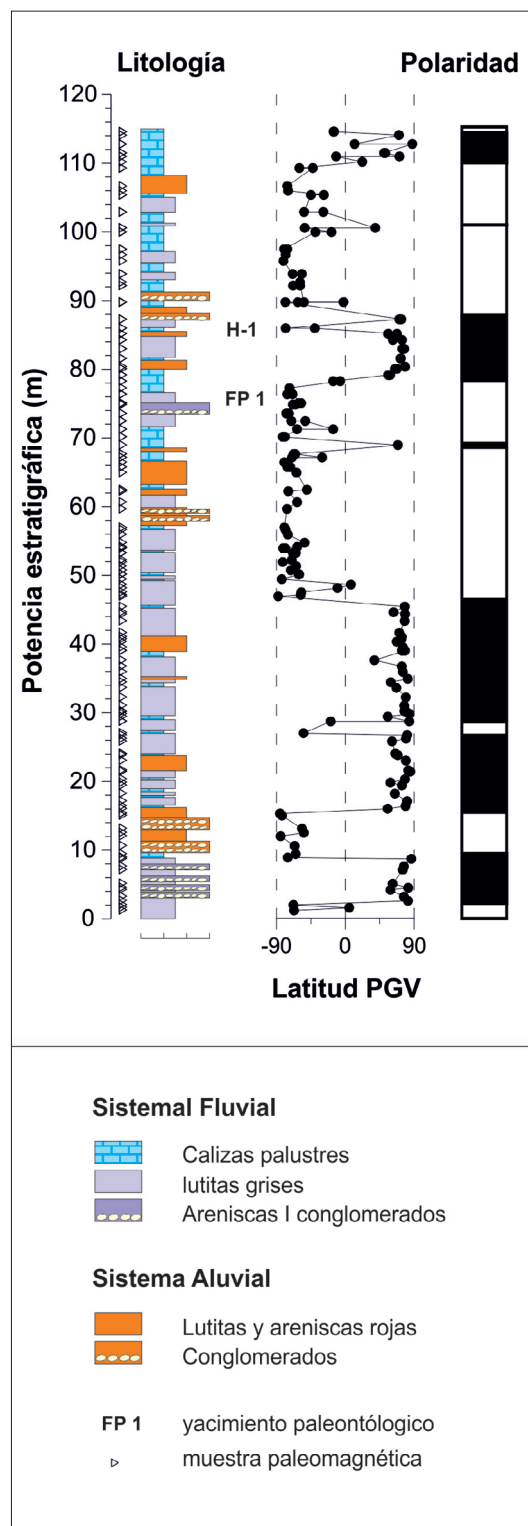


Fig. 4. Magnetoestratigrafía de la sección de Fonelas, en la Cuenca de Guadix (provincia de Granada) (modificada de Arribas et al., 2009). Cada punto representa una muestra paleomagnética. La sección se muestreó en intervalos de 1 m, con un total de 135 estaciones paleomagnéticas obtenidas en las litologías más finas (lutitas y calizas). Valores positivos o negativos de la Latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) indican una polaridad magnética normal o inversa respectivamente. En la sección de Fonelas se identifican 14 magnetozonas (intervalos estratigráficos de polaridad homogénea): 7 magnetozonas normales representadas como barras negras, y 7 inversas, representadas como barras blancas.

crones cortos que no están presentes en la escala de tiempo (Channell et al., 2003; Krijgsman y Kent, 2004). En la actualidad, aún no se ha alcanzado la estabilidad de la GPTS a este nivel de resolución y se espera que más criptocrones se eleven a la categoría de nuevos subcrones en el futuro.

DATACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA

La datación magnetoestratigráfica hace referencia a la identificación en el registro sedimentario de “magnetozonas” (porciones del registro estratigráfico con igual polaridad magnética) y su correlación con crones geomagnéticos de edad equivalente. La división de los perfiles estratigráficos en magnetozonas se conoce como “magnetoestratigrafía local”.

Los estudios de magnetoestratigrafía local pueden llevar a cabo varias etapas: (1) muestreo, (2) procesamiento de laboratorio, (3) comprobación de su fiabilidad, (4) correlación magnetoestratigráfica, y (5) comprobación de la fiabilidad total. Las dos primeras etapas han sido descritas con detalle en el artículo de Villalaín (2016b), en este mismo volumen. A continuación se describirán algunos aspectos relacionados con estos pasos.

Muestreo y procesamiento de laboratorio

Un estudio magnetoestratigráfico requiere el muestreo en intervalos aproximadamente regulares. Una resolución de muestreo óptima es aquella que permite identificar todas las inversiones registradas a lo largo de la secuencia sedimentaria. La información cronológica disponible ayuda a acotar la densidad de muestreo apropiada, aunque otros factores como la logística en el campo, accesibilidad de afloramiento y disponibilidad de litologías apropiadas acaban condicionando la resolución de muestreo final. Hay que tener especial cuidado en esta etapa, ya que un muestreo incompleto puede conducir a una zonación de polaridades que no refleje el patrón real de inversiones.

Una vez que hemos analizado las muestras en el laboratorio, será posible calcular la latitud del Polo Geomagnético Virtual (PGV) correspondiente (Butler, 1992; Tauxe, 1998); latitudes positivas en el hemisferio norte y negativas en el sur. La representación de las latitudes PGV en función de la posición estratigráfica de las muestras permite construir una estratigrafía de polaridad magnética local a partir de la definición de magnetozonas, que representan porciones de la sección estratigráfica de igual polaridad (Fig. 4). En general, se busca la consistencia entre muestras sucesivas, por lo que las magnetozonas se definen a partir de un mínimo de dos niveles estratigráficos consecutivos de igual polaridad, y se descartan niveles individuales.

¿Es fiable la magnetoestratigrafía local obtenida?

La fiabilidad de una secuencia magnetoestratigráfica local depende, primero, de la demostración mediante tests de estabilidad del carácter primario de la ChRM (magnetización adquirida durante la formación o en estadios muy tempranos de la formación de la roca) y, en segundo lugar, de la integridad de la secuencia de polaridades identificada.

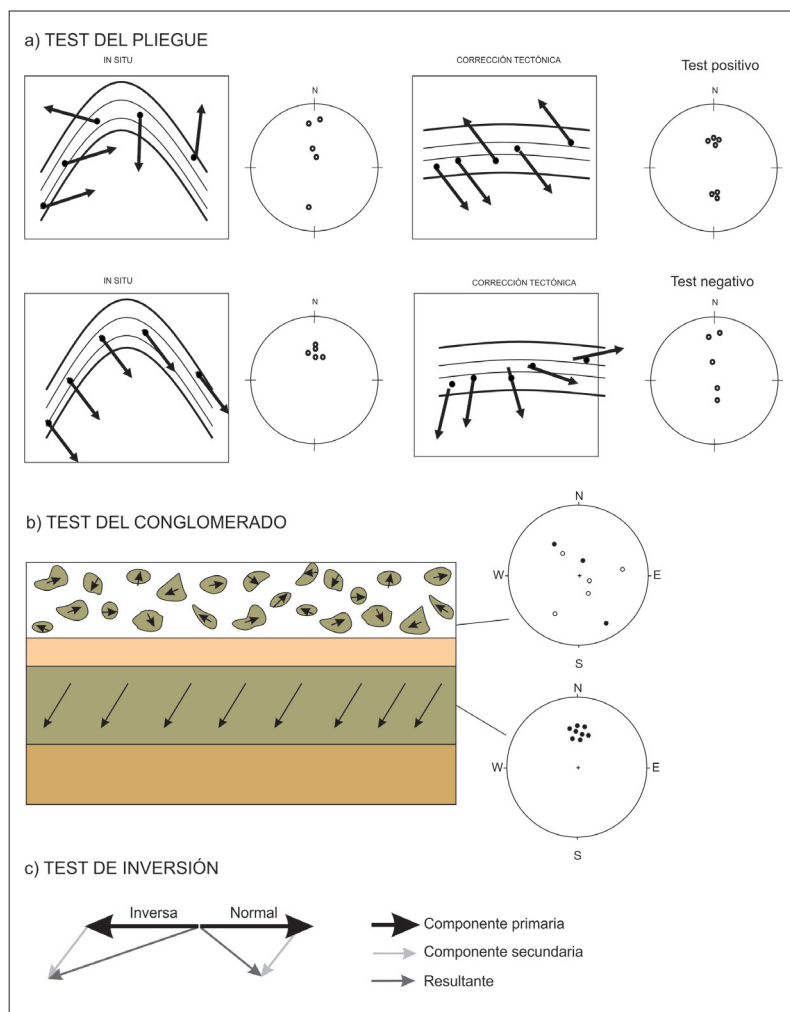


Fig. 5. Tests de estabilidad paleomagnética (modificada de Butler, 1992). (a) Test del pliegue. En el ejemplo superior el test es positivo: las direcciones muestranas muestran mayor agrupación con las capas restituidas a la horizontal. El ejemplo inferior representa un test negativo: las direcciones muestranas muestran un mayor grado de agrupación con las capas plegadas, antes de su restitución a la horizontal. (b) Test del conglomerado. Las direcciones obtenidas de los clastos de la brecha superior se distribuyen aleatoriamente, dando un test positivo, lo que sugiere que la capa no ha sufrido ningún evento de remagnetización desde que se depositó. (c) Test de inversión para comprobar que las direcciones paleomagnéticas normales e inversas son antipodales y no sufren solapamiento de componentes.

Tests de estabilidad

Para comprobar la edad de la magnetización se pueden llevar a cabo varios tests de estabilidad (test del pliegue, test del conglomerado, test de consistencia, test de inversión, (Fig. 5) (Butler, 1992; Opdyke y Channell, 1996; Tauxe, 1998). El test del pliegue aporta información sobre el momento de magnetización en relación al plegamiento. Un test del pliegue es positivo si las direcciones paleomagnéticas de flancos opuestos de un pliegue convergen después de la corrección tectónica. En ese caso, indica que la remanencia es anterior al plegamiento, aunque estrictamente no demuestra el carácter primario (sinsedimentario) tal y como se requiere en magnetoestratigrafía. Sólo en casos de plegamiento sinsedimentario temprano o sedimentos deslizados (slumps), un test del pliegue positivo aporta más confianza sobre el origen primario de la magnetización (en el artículo de este monográfico de Oliva-Urcia y Pueyo, 2016, se propone una actividad relacionada con el test del pliegue). El test del conglomerado comprueba la estabilidad de la magnetización medida en clastos intraformacionales. Direcciones paleomagnéticas aleatorias en clastos diferentes indican que la magnetización no se ha reseteado desde que los clastos fueron retrabajados desde su estrato original, proporcionando un test positivo. El test de consistencia se aplica en varias secciones magnetoestratigráficas solapadas. Una secuencia de inversiones que puede ser traza-

da lateralmente y cotejada con la litoestratigrafía constituye una prueba firme de una magnetización primaria. El test de inversión se usa para comprobar la antipodalidad de las medias de direcciones paleomagnéticas normales e inversas. Un test de inversión negativo indica que la desmagnetización progresiva no ha aislado de manera efectiva las componentes magnéticas discretas. Pasar el test de inversión es crítico para estudios en los que se usa la desviación angular respecto a una dirección paleomagnética de referencia para interpretar rotaciones tectónicas de unidades de roca. Por otro lado, el test de inversión no es crucial en magnetoestratigrafía ya que la polaridad magnética a menudo se puede deducir de direcciones paleomagnéticas parcialmente solapadas.

Verificando la integridad de la magnetoestratigrafía local

Una serie magnetoestratigráfica se considera completa cuando la densidad de muestreo es suficiente para asegurar que no se han perdido inversiones geomagnéticas entre los horizontes muestreados. Cabe destacar que, en este sentido, que una magnetoestratigrafía local esté completa es diferente a que el registro sedimentario esté completo, éste último refiriéndose a la ocurrencia y duración de vacíos sedimentarios (=tiempo). Se puede evaluar estadísticamente cuán completa es una magnetoestratigrafía local por diferentes medios. La dependencia de una determinada secuencia de polaridad magnética con la estrategia de muestreo fue investigada por Johnson y McGee (1983), quienes concluyeron que las secuencias de polaridad que aportaban de media 8 estaciones/magnetozona no estaban prácticamente afectadas por un sesgo de muestreo.

Tauxe y Gallet (1991) propusieron un *jackknife* (o punto de corte) estadístico para comprobar la integridad de una magnetoestratigrafía. La sensibilidad de la resolución de muestreo se describe por un parámetro J , que representa la pendiente que relaciona el porcentaje de magnetozonas perdidas después de una eliminación aleatoria y progresiva de muestras hasta el 20% del número total de muestras (Fig. 6). Estos autores recomiendan valores de J entre 0 y -0.5, valores inferiores indican que la sección está insuficientemente muestreada.

Correlación Magnetoestratigráfica

El carácter aleatorio de las inversiones geomagnéticas produce una secuencia de polaridad característica cuando se observa una porción de tiempo suficientemente larga, la cual depende de la frecuencia media de inversiones. Para el Neógeno, puede estimarse que una secuencia estratigráfica que comprenda alrededor de 3 Ma aportará una secuencia de polaridad magnética de 10 a 15 inversiones, un número adecuado para poder hacer una correlación. Si el patrón de magnetozonas en la magnetoestratigrafía local encuentra una correspondencia positiva con una secuencia de inversiones en la GPTS se podrá hacer una correlación con la GPTS. Cuando se consigue esto, se puede asignar la edad absoluta de las inversiones geomagnéticas a cada límite de magnetozona de la magnetoestratigrafía local y, por lo tanto, obtener la edad de las rocas de la sección estudiada.

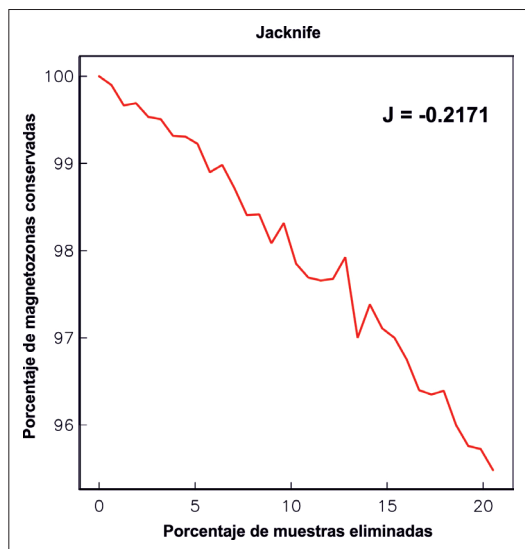


Fig. 6. Test de integridad (jackknife) de la secuencia magnetoestratigráfica de Fonelas. El valor de J representa la pendiente del gráfico, que relaciona el porcentaje de magnetozonas que no se registran y el porcentaje de muestras que se eliminan aleatoriamente de la secuencia. Valores de J entre 0 y -0.5 indican que la secuencia magnetoestratigráfica es poco dependiente de la distribución real de las muestras; es decir, que la magnetoestratigrafía tiene garantías de ser completa. Valores de J menores que -0.5 indican que la magnetoestratigrafía puede no ser completa debido a un insuficiente número de muestras.

La correlación magnetoestratigráfica con la GPTS frecuentemente está ayudada por edades absolutas procedentes, por ejemplo, de edades radiométricas en capas de cenizas o lavas interestratificadas, o de datos bioestratigráficos que pueden proporcionar información cronoestratigráfica a nivel de piso o incluso mejor (Fig. 7). Pero hay que tener precaución con las diferentes fuentes de error asociadas a las edades externas. En el caso de la datación isotópica, solo la precisión analítica (a menudo menor al 0.5%) se propaga en el error citado (Renne, 1998). Las incertidumbres en la constante de pérdida radioisotópica y otras fuentes de errores sistemáticos, que frecuentemente pasan inadvertidas por los no especialistas, son especialmente conflictivas cuando se combinan sistemas isotópicos diferentes, tal y como ocurre en la calibración de la GPTS. Una práctica recomendada es que se busque la mejor correlación en un rango de tiempo aproximado según las edades externas, pero no forzada por un único punto de anclaje de, supuestamente, mayor precisión. Una correlación que no se sustenta por una correspondencia positiva del patrón magnetoestratigráfico y que sólo se sostiene por un anclaje de edad externo debe ser tomada con precaución.

Conseguir una correlación robusta entre la magnetoestratigrafía local y la GPTS requiere que las tasas de sedimentación no cambien significativamente en la escala temporal de los crones geomagnéticos, de manera que la potencia relativa de las magnetozonas mantenga proporcionalidad con la duración de los crones geomagnéticos correspondientes (Figs. 7 y 8). Desde un punto de vista sedimentológico, la constancia en la sedimentación parece una restricción muy estricta para la correlación magnetoestratigráfica, particular-

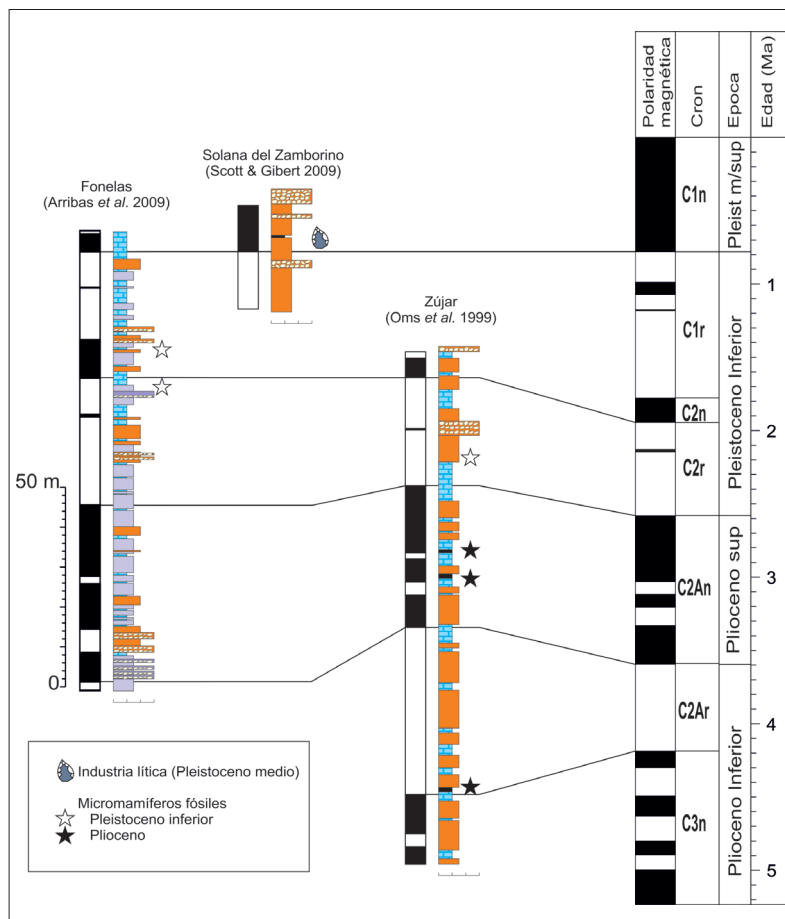


Fig. 7. Correlación entre distintas secciones magnetoestratigráficas de la cuenca de Guadix. La correlación entre ellas tiene en cuenta la edad relativa aportada por un conjunto de yacimientos paleontológicos y arqueológicos que indican edades desde el Plioceno hasta el Pleistoceno medio. La información bioestratigráfica igualmente ayuda a establecer la mejor correlación de estas secciones con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética.

mente en ambientes continentales dominados por procesos aluviales/fluviales de naturaleza claramente episódica. Sin embargo, los cambios en la tasa de sedimentación raramente originan una disparidad entre la magnetoestratigrafía local y su secuencia de inversiones equivalente en la GPTS (Figs. 7 y 8). A largo plazo ($>10^7$ yr), las tasas de acumulación promedio están fundamentalmente condicionadas por los mecanismos de formación de la cuenca y el balance resultante entre el aporte sedimentario y el espacio de acomodación. A esta escala, cambios significativos en el ambiente tectónico, paleogeográfico y/o climático pueden producir cambios graduales o incluso bruscos en las tendencias sedimentarias. Afortunadamente, los periodos de reorganización sedimentaria con impacto en una localidad específica son pocos comparados con los tiempos de estabilidad. El resultado es que la evolución del relleno de las cuencas a menudo revela periodos prolongados de continuidad en los patrones de sedimentación, que son eventualmente interrumpidos por periodos singulares de cambio. Bajo estas circunstancias, una correlación magnetoestratigráfica con la GPTS independiente de controles de edad externos, es aún un objetivo alcanzable.

Comprobando la fiabilidad total

La estimación de la fiabilidad total de una datación magnetoestratigráfica fue abordada por Talling y Burbank (1993), quienes analizaron las fuentes de error asociadas a las edades absolutas derivadas de la magnetoestratigrafía y cuantificaron las magnitudes de los errores relacionados con la precisión de la GPTS y con la integridad de la magnetoestratigrafía local.

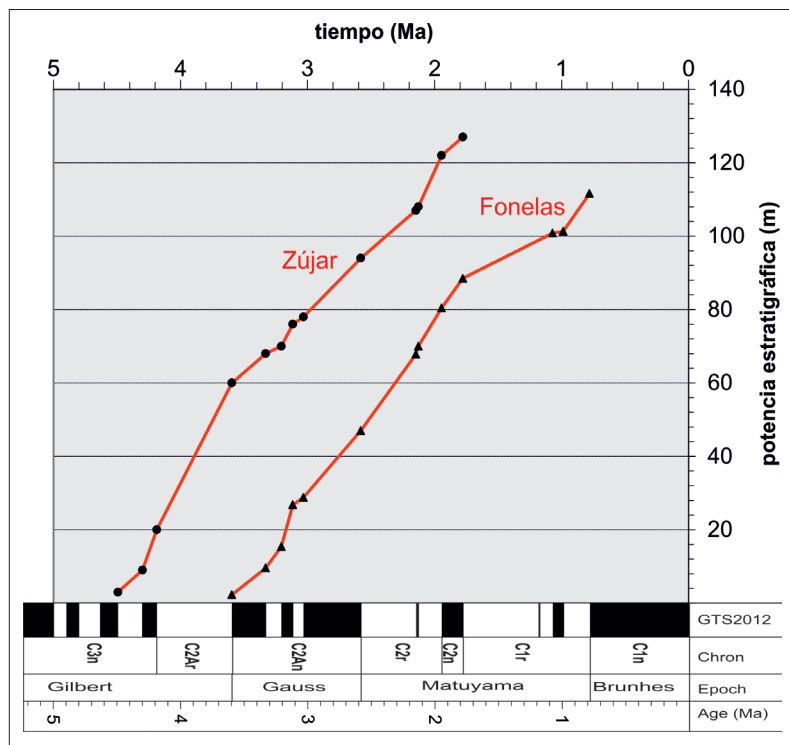


Fig. 8. Tasas de sedimentación derivadas de la correlación con la GPTS de las secciones de Fonelas y Zújar representadas en la figura 7. Las tasas de sedimentación se obtienen de dividir la potencia estratigráfica de cada magnetozona (m) por el tiempo transcurrido para su acumulación (Myr), calculado mediante la diferencia de las edades absolutas de las inversiones geomagnéticas (Ma) asignadas a cada límite de magnetozona.

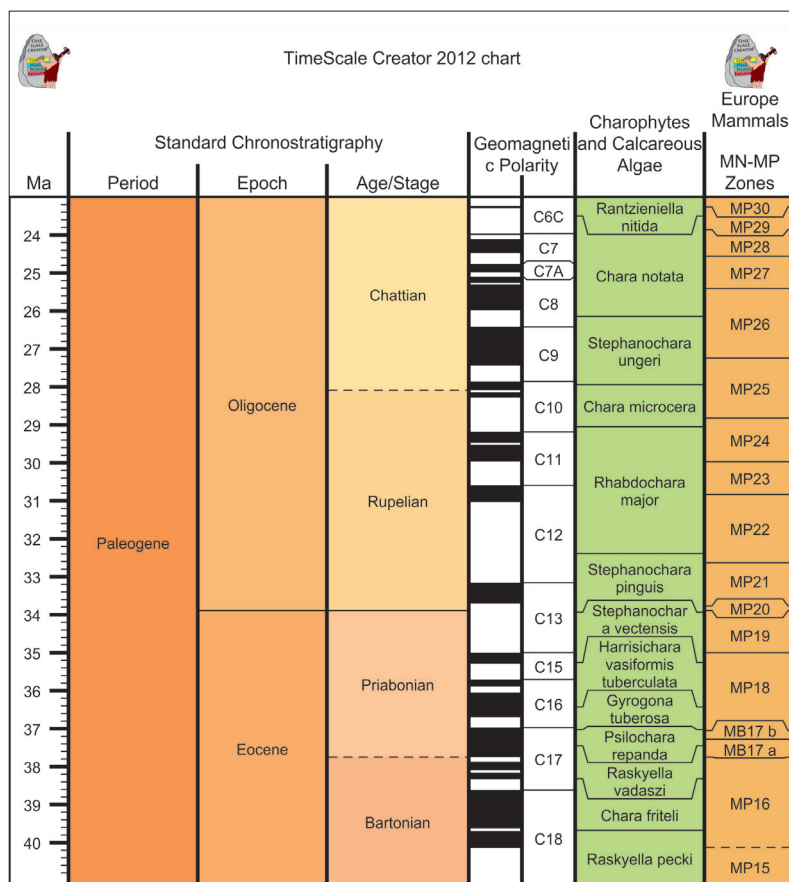


Fig. 9. GPTS para una porción del Eoceno y el Oligoceno construida con la herramienta TimeScale Creator. En ella se ha incluido información de carófitos y de los niveles de referencia de mamíferos fósiles europeos.

Pero las incertidumbres involucradas cuando había más de una opción de correlación posible solo pudieron ser tratadas cualitativamente. En este sentido, se recomienda que se haga una discriminación explícita entre correlaciones basadas en controles temporales externos (bioestratigráficos o radiométricos) y las basadas en la constancia de las tasas de sedimentación obtenidas. Hay casos en los que el mejor encaje de una correlación magnetoestratigráfica no concuerda con los controles temporales externos. En ese caso, una correlación magnetoestratigráfica se convierte en una aproximación multidisciplinaria que implica un análisis correcto de todas las fuentes de incertidumbre.

Opdyke y Channell (1996) propusieron un índice de fiabilidad para los datos magnetoestratigráficos basado en los criterios enumerados a continuación, con la recomendación de que deberían cumplirse al menos 5 (de 10):

1. Datos bioestratigráficos que proporcionen un control de edad al nivel de piso.
2. Localidades de muestreo situadas en una sección estratigráfica medida.
3. Completa desmagnetización progresiva de la NRM de todas las muestras.
4. Direcciones paleomagnéticas determinadas por mínimos cuadrados.
5. Datos numéricos documentados completamente mediante representación de la latitud VGP frente a la posición estratigráfica (o declinación e inclinación).
6. Determinación de la mineralogía magnética.
7. Uso de tests de campo (test del pliegue o del conglomerado) para determinar la estabilidad de la edad de la magnetización.
8. Test de inversión, para comprobar el solapamiento con magnetizaciones secundarias.
9. Edades radiométricas disponibles en la sección y documentadas completamente con sus errores asociados.
10. Test de consistencia, para comprobar el control estratigráfico de las inversiones de polaridad y el carácter primario de la magnetización.

De entre todos, los criterios 2, 3, 4, 5 y 6 son procedimientos estandarizados en los estudios magnetoestratigráficos actuales y deberían ser obligatorios para la correcta publicación de los resultados. Otros criterios, como la disponibilidad de controles temporales externos (1 y 9) o tests de estabilidad (7, 8 y 10) dependen de cada caso y no siempre se pueden conseguir.

ACTIVIDADES

A continuación se describen actividades para trabajar en el aula la escala magnetoestratigráfica y la datación a partir de datos paleomagnéticos.

Actividad 1. Construcción de una porción de la escala de tiempo con TimeScale Creator

En esta actividad se propone usar el programa TimeScale Creator para generar la escala de tiempo del Eoceno medio y superior y el Oligoceno. El programa puede descargarse de la siguiente dirección:

<https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator/index/index.php>

Este programa permite seleccionar la porción de tiempo que se desea representar. Para ello, en el apartado “Settings/Choose Time Interval” debemos escoger base y techo de la escala de tiempo que queremos representar, bien por nombre (Edad) o Ma. Además de los crones, se puede incluir información biocronológica, variaciones eustáticas, isotópicas, etc. seleccionando “Settings/Choose columns” y escogiendo la información que queremos representar. Seleccionando “Generate chart” se dibuja la escala de tiempo con toda la información que hemos seleccionado. Ésta puede guardarse como svg, pdf o jpg. La porción de escala de tiempo construida en esta actividad (debería obtenerse algo parecido a la Fig. 9) servirá de herramienta de correlación para la actividad 2.

Actividad 2. Datación magnetoestratigráfica de la sección de Bot (Cuenca del Ebro)

Objetivos de la actividad

Se propone realizar un ejercicio de correlación magnetoestratigráfica a partir de datos obtenidos

de 3 secciones (Bot, Gandesa, y Rodamont-Santa Bárbara) ubicadas en el área entre Gandesa y Horta de Sant Joan, en el margen SE de la Cuenca del Ebro. A partir de la correlación con la escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética se obtendrá una datación de las unidades estratigráficas, que permitirá construir un gráfico de evolución de las tasas de acumulación de sedimentos y discutir los resultados. Se puede debatir sobre la relación entre los cambios de litología y las variaciones en las tasas de acumulación, así como sobre los posibles factores que intervienen en la evolución observada.

Contexto Geológico

La figura 10 muestra las unidades del contacto entre la Cuenca del Ebro y la Cordillera Prelitoral Catalana en el sector de Gandesa-Horta de Sant Joan. Las unidades de relleno de la cuenca están divididas en 2 grupos.

El grupo inferior consiste en las Unidades Precompresivas, de edad anterior a la deformación que afectó a las rocas mesozoicas que conforman la

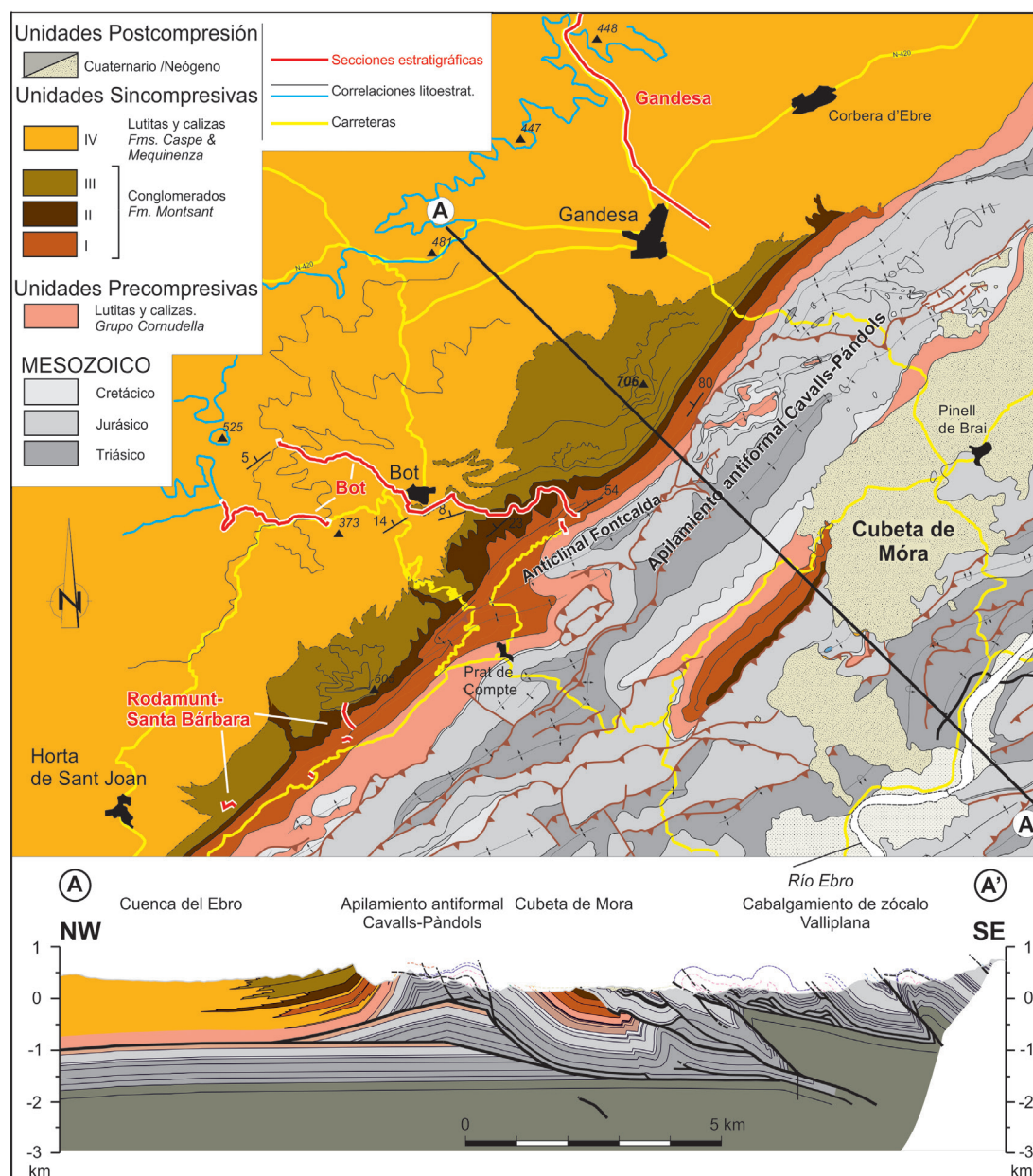


Fig. 10. Mapa geológico del margen suroriental de la Cuenca del Ebro en el sector de Gandesa-Horta de Sant Joan y corte estructural (A-A') donde se muestra el apilamiento hacia el NW de láminas cabalgantes de la Cordillera Prelitoral, que deforman los sedimentos de la Cuenca del Ebro. La leyenda de unidades litológicas distingue entre el conjunto de unidades anteriores al plegamiento (Sucesión mesozoica y sedimentos Paleógenos del Grupo Cornudella), y un conjunto superior de unidades sincompresivas, fundamentalmente conglomeráticas en su parte proximal (Fm. Montsant). Como se muestra en el corte, los conglomerados de la Fm. Montsant pasan lateralmente a sedimentos finos de lutitas y calizas de las formaciones Caspe y Mequinenza. En el mapa se indica la situación de los distintos perfiles magnetoestratigráficos, así como una cartografía de los niveles guías útiles para asistir en la correlación.

Fig. 11. Estratigrafía de la sección de Bot con división en unidades litoestratigráficas (ver leyenda Fig. 10) y datos magnetoestratigráficos ilustrados en forma de latitud del Polo Geomagnético Virtual. Valores positivos y negativos de la latitud indican una posición del polo magnético en el Hemisferio Norte (polaridad normal) y Sur (polaridad inversa) respectivamente. L: lutita; Ar: arenisca; Cg: conglomerado; Cl: caliza (azul).

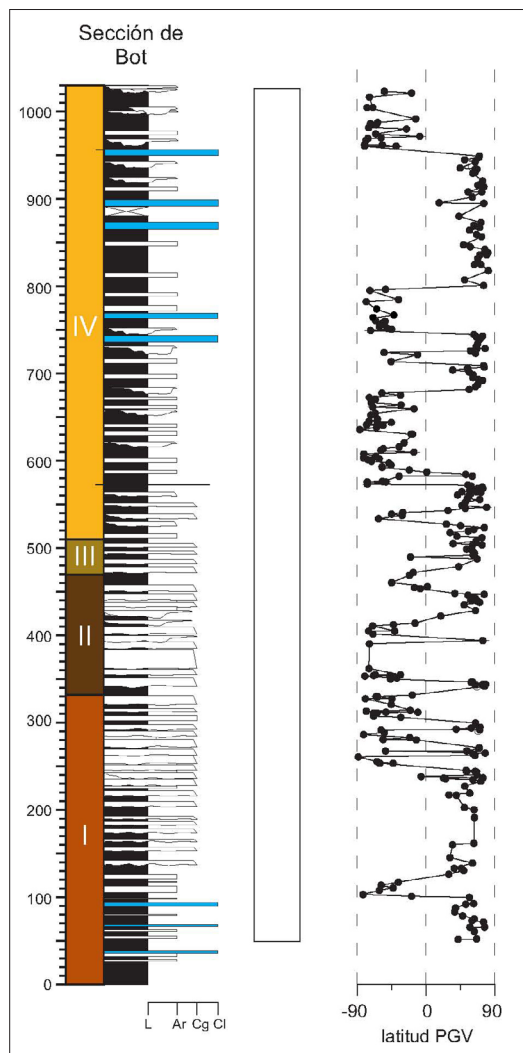
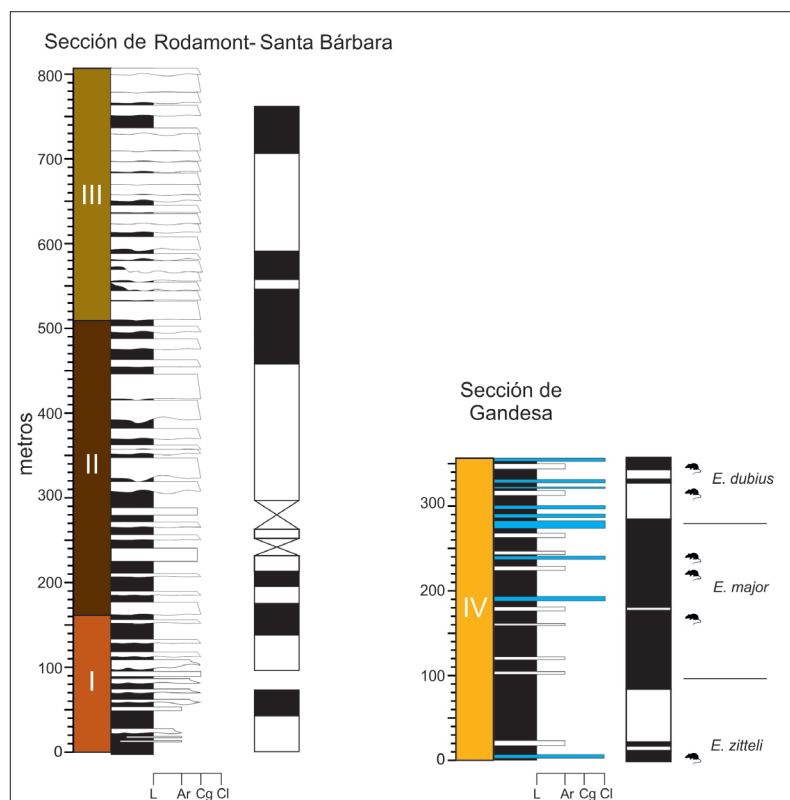


Fig. 12. Magnetoestratigrafía de las secciones de Rodamont-Santa Bárbara y Gadesa (ver situación en el mapa de la Fig. 10). La sección de Gadesa incluye una serie de yacimientos de micromamíferos que indican una edad Oligoceno Superior.



Cordillera Prelitoral. Consisten fundamentalmente en sedimentos finos, lutíticos y carbonatados con abundantes formaciones de paleosuelos lateríticos y medios lacustres efímeros que indican una sedimentación lenta en un contexto con poco relieve. Su edad aproximada comprende desde el Paleoceno al Eoceno. Las asociaciones de carófitas fósiles que se han hallado en los sedimentos lacustres sugieren una edad Bartonense.

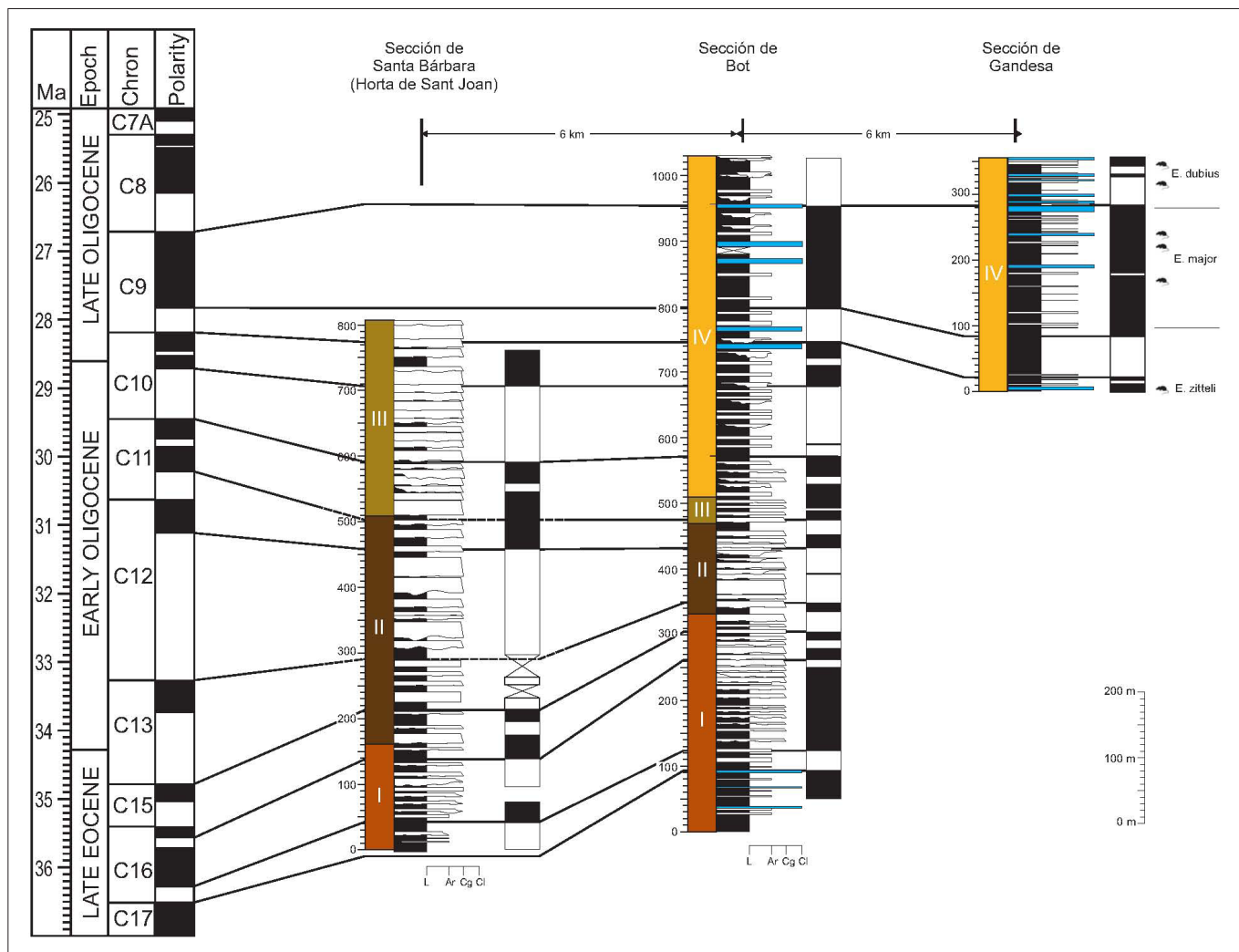
El grupo superior comprende las Unidades Sincompresivas, que se sedimentaron durante la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos que estructuran el margen de la cuenca. Éstas se caracterizan por el predominio de conglomerados (Unidades I, II, III) sedimentados en un medio aluvial al pie de relieves que se formaban como resultado de la deformación y el crecimiento de la Cordillera Prelitoral. Los medios aluviales eran de extensión radial muy limitada, pasando lateralmente hacia cuenca a depósitos lutíticos y carbonatados (unidad IV). Como se muestra en el corte de la figura 10, existe una equivalencia lateral de facies entre las unidades conglomeráticas más proximales I, II, III y la unidad IV, que representa términos distales del sistema sedimentario.

Todas estas unidades se reconocen en superposición estratigráfica en la sección de Bot (Fig. 11), que es la más completa de las 3 secciones presentadas en este ejercicio. Es posible establecer correlaciones entre la sección de Bot y las secciones de Gadesa y Rodamont-Santa Bárbara en base a la cartografía de niveles guía que se muestran en el mapa (Fig. 10). Existen datos bioestratigráficos de micromamíferos en la sección de Gadesa que indican una edad Oligoceno Superior para la parte superior de la sucesión estratigráfica estudiada.

Desarrollo de la Actividad

Para la realización de la actividad se pide completar los siguientes pasos:

1. Interpretar la zonación de polaridad magnética de la sección de Bot a partir de los datos de Latitud del Polo Geomagnético Virtual (Fig. 11), teniendo en cuenta que latitudes en el hemisferio Sur indican polaridad inversa (indicar en color blanco) y latitudes en el hemisferio Norte indican polaridad normal (indicar en color negro).
2. Realizar una correlación magnetoestratigráfica entre las secciones de Bot (Fig. 11), Gadesa, y Rodamont-Santa Bárbara (Fig. 12). Para ello deben tenerse en cuenta los niveles guía de correlación cartográfica (Fig. 10), así como las relaciones estratigráficas de superposición y paso lateral entre las unidades I, II, III y IV explicadas anteriormente.
3. Plantear una correlación del panel obtenido con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Fig. 13). Para ello se puede utilizar la escala de la figura 1, o bien diseñar una escala personalizada utilizando la aplicación "Time Scale Creator" (Actividad 1, Fig. 9).
4. Para las secciones de Bot y Rodamont-Santa Bárbara, construir un gráfico X-Y indicando en el eje Y la potencia, en metros (m), de las unidades estratigráficas; y en el eje X la edad, en millones



de años (Ma), de las mismas. La pendiente de la línea obtenida representa la tasa de acumulación de sedimentos en m/Ma (Fig. 14).

5. Analizar los resultados.

Discusión de resultados

Los gráficos de la figura 14 permiten calcular tasas de acumulación de sedimentos, que corresponden con la pendiente de la curva. Segmentos

Fig. 13. Correlación magnetoestratigráfica de las secciones de Gadesa, Bot y Rodamont-Santa Bárbara con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética.

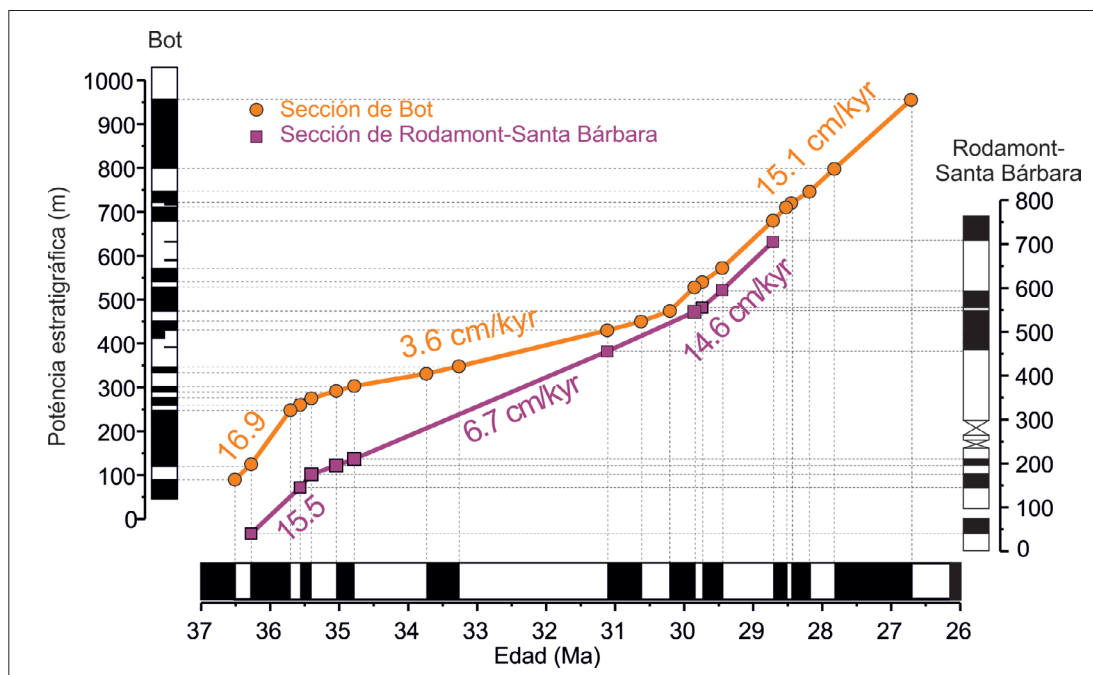


Fig. 14. Gráfico de potencia estratigráfica de las secciones de Bot y Rodamont-Santa Bárbara en función de la Edad.

rectilíneos indican que las tasas de acumulación son constantes para el lapso de tiempo representado.

Se observa que ambas secciones muestran una tendencia inicial en las tasas de acumulación semejante, que se aproxima a los 15 cm/kyr. Para una edad de 35.5 Ma, la acumulación de sedimentos se reduce simultáneamente en ambas secciones. En la sección de Bot la disminución de las tasas de acumulación es más acusada que en Rodamont-Santa Bárbara. Hacia los 30 Ma se produce un nuevo cambio, relativamente súbito, mediante el cual se reestablecen las tasas de acumulación de 15 cm/kyr que se habían calculado en el tramo inicial.

Comparando la curva de acumulación de la figura 14 con la litología (Fig. 13) se observa que cambios súbitos en la tasa de acumulación, se corresponden con cambios en la litología. En la sección de Bot, el intervalo donde las tasas de acumulación son muy bajas se corresponde con un incremento en la granulometría, abundando las capas de conglomerados masivos en perjuicio de la proporción de lutitas (Unidad II). Una tendencia similar se observa en la sección de Rodamont-Santa Bárbara. La tendencia secuencial por tanto indica un pulso de progradación de las facies proximales del sistema aluvial, más conglomeráticas, sobre facies más distales, donde predominan sedimentos lutíticos. La concurrencia de la reducción de las tasas de acumulación con una fase de progradación se explica, no por una reducción del aporte de sedimentos, sino por una reducción en el espacio disponible para acumular sedimentos. Esta reducción del espacio de acomodación pudo ser debido el crecimiento del anticlinal de la Foncalda (Fig. 10), estructura que se encuentra inmediatamente al SE de las secciones estudiadas. La reducción de tasas de acumulación es más importante en la sección de Bot, porque ésta se encuentra centrada con la parte del anticlinal que mayor relieve estructural ha generado, mientras que la sección de Rodamont-Santa Bárbara estaría donde el anticlinal ya muestra inmersión de su eje hacia el SW.

CONCLUSIONES

La magnetoestratigrafía representa un reto frente a otros métodos de datación de rocas sedimentarias porque el resultado no es tan simple como determinar una edad numérica con su error asociado. Se establece una correlación entre una zonación de polaridad magnética local y las inversiones geomagnéticas globalmente isócronas de la GPTS, cuya calibración depende de cronómetros absolutos, como la datación radioactiva o la astrocronología. Por lo tanto, una práctica recomendada es que las edades magnetoestratigráficas no se expresen sólo con el valor numérico derivado, sino con la correspondencia con los límites de los crones geomagnéticos. La popularidad de la magnetoestratigrafía como herramienta de datación depende del hecho que muchas rocas sedimentarias registran fielmente el campo magnético pasado y que muchos magnetómetros modernos son capaces de medir muestras magnetizadas muy débilmente. Por otro lado, la magnetoestratigrafía no es adecuada para aplicarse en registros sedimentarios

demasiado cortos o discontinuos, lo que representa una limitación importante. Para que la magnetoestratigrafía aporte edades robustas e independientes es necesaria una buena comprensión del contexto estratigráfico regional y la accesibilidad a secuencias sedimentarias largas y completas.

BIBLIOGRAFÍA

- Algeo, T.J. (1996). Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic. *Journal of Geophysical Research* 101, 2785-2814.
- Arribas, A., Garrido, G., Viseras, C., Soria, J.M., Pla, S., Solano, J.G., Garcés, M., Beamud, E. y Carrión, J.S. (2009). A Mammalian Lost World in Southwest Europe during the Late Pliocene. *PLOS One*, 4 (9).
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism : Magnetic Domains to Geologic Terranes* (p. 238). Blackwell Scientific Publications.
- Cande, S. C. y Kent, D. V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10), 13917-13951. doi:10.1029/92JB01202
- Cande, S. C. y Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100, 6093-6095.
- Channell, J. E. T., Galeotti, S., Martin, E. E., Billups, K., Scher, H. D. y Stoner, J. S. (2003). Eocene to Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and chemostratigraphy at ODP Site 1090 (sub-Antarctic South Atlantic). *GSA Bulletin*, 115(5).
- Cox, A., Doell, R. y Dalrymple, G. (1964). Reversals of the Earth's magnetic field. *Science*, 144, 1537-1543.
- Gee, J. S. y Kent, D. V. (2007). Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale. En M. Kono (Ed.), *Geomagnetism, volume 5 of Treatise on Geophysics* (pp. 455-507). Elsevier.
- Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M. y Ogg, G. (2012). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Gradstein, F., Ogg, J. y Smith, A. (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C. y Le Pichon, X. (1968). Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 2119-2136.
- Hinnov, L. A. y Ogg, J. G. (2007). Cyclostratigraphy and the Astronomical Time Scale. *Stratigraphy*, 4(2/3), 239-251.
- Irving, E. y Pullaiah, G. (1976). Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic. *Earth Science Reviews*, 12, 35-64.
- Johnson, N. M. y McGee, V. E. (1983). Magnetic polarity stratigraphy: Stochastic properties of data, sampling problems, and the evaluation of interpretations. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2), 1213-1221.
- Kent, D.V. y Olsen, P.E. (1999). Astronomically tuned geomagnetic polarity timescale for the Late Triassic. *Journal of Geophysical Research*, 104, 12831-12841.
- Kent, D.V., Olsen, P.E., and Witte, W.K. (1995). Late Triassic-Earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 100, 14965-14998.

Krijgsman, W. y Kent, D. V. (2004). Non-Uniform Occurrence of Short-Term Polarity Fluctuations in the Geomagnetic Field? New Results From Middle to Late Miocene Sediments of the North Atlantic (DSDP Site 608). En J.E.T. Channell, D. V. Kent, W. Lowrie y J. G. Meert (Eds.), *Timescales of the Paleomagnetic Field* (pp. 1–14). American Geophysical Union, Washington.

Kuiper, K F, Deino, a, Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Renne, P. R. y Wijbrans, J. R. (2008). Synchronizing rock clocks of Earth history. *Science*, 320(5875), 500–504.

Langereis, C. G., Krijgsman, W., Muttoni, G. y Menning, M. (2010). Magnetostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 43(3), 207–233.

Oms, O., Dinarès-Turell, J., Agustí, J., Parés, J. M., Agustí, J. y Parés, J. M. (1999). Refinements of the European Mammal Biochronology from the Magnetic Polarity Record of the Plio-Pleistocene Zújar Section, Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quaternary Research*, 51, 94–103.

Oliva Urcia, B. y Pueyo, E.L. (2016). Bailes y giros en la corteza superior: de la Tectónica de Placas a la rotación de un pliegue. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 335–348.

Opdyke, N.D., Glass, B., Hays, P., J. y Foster, J. (1966). Paleomagnetic study of Antarctica deep-sea cores. *Science*, 154, 349–357.

Opdyke, N. D. y Channell, J. E. T. (1996). *Magnetic stratigraphy*. Academic Press.

Renne, P. R. (1998). Absolute Ages Aren't Exactly. *Science*, 282(5395), 1840–1841.

Scott, G. R. y Gibert, L. (2009). The oldest hand-axes in Europe. *Nature*, 461(7260), 82–85.

Strik, G., Blake, T.S., Zegers, T.E., White, S.H. y Lange-reis, C.G. (2003). Paleomagnetism of flood basalts in the Pilbara Craton, Western Australia: Late Archaean continental drift and the oldest known reversal of the geomagnetic field. *Journal of Geophysical Research* 108, 2551.

Talling, P. J. y Burbank, D. W. (1993). Assessment of uncertainties in magnetostratigraphic dating of sedimentary strata. En D. Aissaoui, D. McNeill y N. Hurley (Eds.), *Applications of Paleomagnetism to Sedimentary Geology*, SEPM Special Publication No. 49, 59–70.

Tauxe, L. (1998). *Paleomagnetic Principles and Practice* (p. 299). Kluwer Academic Publishers.

Tauxe, L. y Gallet, Y. (1991). A jackknife for magnetostratigraphy. *Geophysical Research Letters*, 18(9), 1783–1786.

Villalaín Santamaría, J.J. (2016a). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. Fundamentos del Paleomagnetismo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 261–274.

Villalaín Santamaría, J.J. (2016b). Técnicas en Paleomagnetismo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 275–281. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 13 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 28 de julio de 2016.